Nr 119, 2005

SMHI

Meteorologi



Växthuseffekten

Markku Rummukainen

VISIT…

LANZAROTE Caliente.com

Meteorologi
Nr 119, 2005

Växthuseffekten

Markku Rummukainen

Report Summary / Rapportsammanfattning

Issuing Agency/Utgivare	Report number/Publikation
SMHI S-601 76 NORRKÖPING Sweden	Meteorologi nr 119
	Report date/Utgivningsdatum Augusti 2005

Author (s)/Författare
Markku Rummukainen

Title (and Subtitle/Titel
Växthuseffekten

Abstract/Sammandrag

Växthuseffekten är en grundläggande egenskap hos jordens klimat. Växthuseffekten påverkar den globala strålningsbalansen, dvs. balansen mellan inkommande solstrålning och utgående värmestrålning. Därmed är växthuseffekten viktig för jordens energibalans och således vårt klimat.

En naturlig växthuseffekt har så gott som alltid funnits på jorden, tack vare naturligt förekommande vattenånga och koldioxid i atmosfären. Den naturliga växthuseffekten har också varierat genom tiderna. Med den förstärkta växthuseffekten menas idag en ökning i växthuseffekten som är utöver naturliga variationer. Växthuseffektens förstärkning beror på utsläpp av koldioxid och andra växthusgaser som ger ändringar i atmosfärens sammansättning. De klimatförändringar som det resulterar i uppstår när klimatsystemet strävar efter att återskapa strålningsbalansen. Den kanske mest omtalade förändringen är att det blir varmare vid jordens yta. Klimatets förändring vid en förstärkt växthuseffekt är dock komplex och omfattar flera aspekter av klimatsystemet.

Denna skrift behandlar växthuseffekten någorlunda grundligt. Den är avsedd för läsare utan fackkunskaper om klimatet. Klimatfrågan är mångfacetterad. Växthuseffekten ingår i dess naturvetenskapliga grund och insikt i växthuseffekten bör kunna bidra till debatten och arbetet med klimatfrågan.

Key words/sök-, nyckelord
Klimat, klimatförändring, utsläpp, atmosfären, växthusgaser

Supplementary notes/Tillägg	Number of pages/Antal sidor	Language/Språk
	25	Svenska

ISSN and title/ISSN och titel

0283-7730 SMHI Meteorologi

Report available from/Rapporten kan köpas från:

SMHI
S-601 76 NORRKÖPING
Sweden

Innehållsförteckning

Innehållsförteckning 2
Förord 3
1. Växthuseffekten handlar om strålningstransport 4
2. Växthuseffekten är ett inslag i jordens klimatsystem 4
3. Varför heter det växthuseffekt? 4
4. Ett tankeexperiment 7
5. Solstrålningen och jordens värmestrålning 8
6. Atmosfärens roll 9
7. Jordens energibalans 14
8. Jordens ytmedeltemperatur 16
9. Den mänskliga påverkan på växthuseffekten 17
10. Växthuseffekten och istidscykler 19
Slutord 21
Referenser 22
Appendix, strålningens fysik 24

Förord

Växthuseffekten är en grundläggande egenskap hos jordens klimat. Vi är dock inte i någon särställning eftersom växthuseffekten finns även på andra planeter, såsom på Venus och Mars. Växthuseffekten påverkar den globala strålningsbalansen, dvs. balansen mellan inkommande solstrålning och utgående värmestrålning, och därmed jordens energibalans och vårt klimat. Störningar i den globala strålningsbalansen driver klimatförändringar som återskapar strålningsbalansen, dock på bekostnad av ändringar i klimatet.

Växthuseffekten i sig går att förstå med hjälp av strålningslära och kunskaper om atmosfärens sammansättning. För betraktelser av växthuseffekten som en faktor i klimatsystemet behövs dock en utvidgning till energibalansen, cirkulationen i havet och i lufthavet och även ytterligare aspekter, t.ex. kolets kretslopp.

En naturlig växthuseffekt har så gott som alltid funnits på jorden, tack vare naturliga mängder av vattenånga och koldioxid i atmosfären. Den naturliga växthuseffekten har också varierat en del på grund av variationer i klimatsystemets olika naturliga drivkrafter. Det här bör vi tolka som att klimatet är komplext och känsligt för påverkan.

Med den förstärkta växthuseffekten menas idag en ökning i den som är utöver det naturliga. Växthuseffektens förstärkning sätter igång en klimatförändring som präglas av en global uppvärmning. Att växthuseffekten nu förstärks och jorden värms upp är på grund av antropogena utsläpp av koldioxid och andra växthusgaser. Det kallar vi Klimatfrågan.

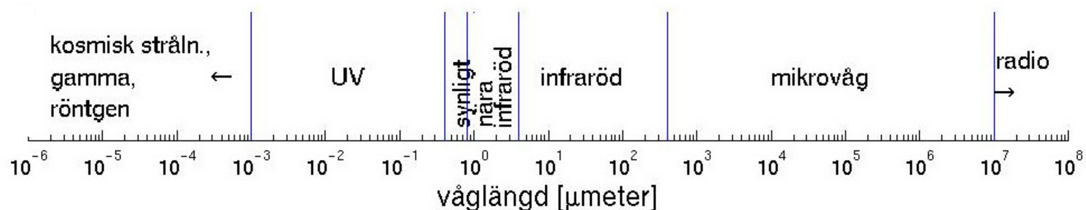
Många har en någorlunda korrekt, om än en förenklad uppfattning av växthuseffekten. I sig behövs förenklingar eftersom de kan främja förståelse, men det förekommer också alltför förenklade uppfattningar av växthuseffekten. Detta försvårar en saklig debatt om klimatfrågan. Även om klimatfrågan är mångfacetterad, utgör förståelsen av växthuseffekten dess naturvetenskapliga bas och är därmed bra att förstå.

Denna skrift behandlar växthuseffekten någorlunda grundligt och är avsedd för läsare utan fackkunskaper om ämnet. Skolkunskaper om fysik kan dock komma till nytta.

1. Växthuseffekten handlar om strålningstransport

För att förstå växthuseffekten behöver man kunskaper om strålning. Här nedan görs en kort genomgång av det mest behövliga. I ett appendix i slutet av skriften görs en fördjupad genomgång.

Alla varma objekt alstrar strålning. ”Varm” betyder i sammanhanget att objektet har en temperatur. Strålning handlar om transport av energi, t.ex. av energi som skapas i solen. Exempel på andra typer av strålning är värmestrålning, röntgenstrålning, gammastrålning, mikrovågor och radiovågor. Man skiljer mellan olika typer av strålning beroende på dess egenskaper, ursprung och effekter. Den elektromagnetiska strålningens egenskaper varierar med dess våglängd (se figur 1).



Figur 1. *En skiss av det elektromagnetiska spektret (vilket fortsätter ut till vänster mot ännu kortare våglängder och ut till höger mot ännu längre våglängder). Enheten är mikrometer vilket betyder miljondels meter. Eftersom spektret täcker flera storleksordningar används logaritmisk skala.*

Strålning från fasta objekt sker kontinuerligt över spektrumet. Hur ett objekts strålning är fördelad över olika våglängder beror på dess temperatur. Det finns alltså en koppling mellan objektets temperatur och hur dess strålning ”ser ut”. För jordens klimatsystem är solen, jordytan och atmosfärens gaser källor till strålning som är av energimässig betydelse.

Eftersom solen och jorden har så olika temperaturer, skiljer sig solstrålningen kraftigt från jordens egen strålning. Strålningen från solens heta yta sker på förhållandevis korta våglängder där det mesta utgörs av synligt ljus. Strålningen från jordens avsevärt svalare yta sker på förhållandevis långa våglängder och utgörs av värmestrålning (som även kallas infraröd strålning eller termisk strålning).

2. Växthuseffekten är ett inslag i jordens klimatsystem

En naturlig växthuseffekt hör jordens klimatsystem till. Den har troligen så gott som alltid funnits, tack vare förekomsten av vissa gaser – växthusgaser – i atmosfären. Dessa låter solstrålningen i stort sett opåverkad passera ner till jordytan samtidigt som de effektivt hindrar den utgående värmestrålningen. Att en del av den hindrade värmestrålningen återstrålas av atmosfären tillbaka ner gör att temperaturen hos jordytan hålls både varmare och jämnare jämfört med en planet utan en atmosfär. Det är detta vi kallar växthuseffekten.

3. Varför heter det växthuseffekt?

I ett växthus är temperaturen högre än i dess omgivning, eftersom dess glas/plast minskar värmeförlusten till omgivningen. Termen *växthuseffekten* är en analogi med växthus.

Växthusets glas (växthusgaser i atmosfären) släpper igenom solstrålning. Solstrålningen absorberas inne i växthuset (av jorden) som värms upp. Det uppvärmda växthuset (jorden) avger värme (värmestrålning) vilket fångas inom växthuset av dess väggar och tak (hindras av växthusgaserna i atmosfären).

Atmosfärens växthusgaser liknas alltså med växthusets glas. Analogin är talande med inte helt korrekt. Även om glaset i växthuset i viss mån hindrar värmestrålningen att komma ut, är det minst lika väsentligt att växthusets väggar och tak hindrar den uppvärmda luften från att späs ut till omgivningen.

FNs klimatpanel IPCC (2001) beskriver växthuseffekten på följande sätt:

> *”Greenhouse gases effectively absorb infrared radiation, emitted by the Earth’s surface, by the atmosphere itself due to the same gases, and by clouds. Atmospheric radiation is emitted to all sides, including downward to the Earth’s surface. Thus greenhouse gases trap heat within the surface-troposphere system. This is called* ***the natural greenhouse effect.***
>
> *Atmospheric radiation is strongly coupled to the temperature of the level at which it is emitted. In the troposphere the temperature generally decreases with height. Effectively, infrared radiation emitted to space originates from an altitude with a temperature of, on average, -19ºC, in balance with the net incoming solar radiation, whereas the Earth’s surface is kept at a much higher temperature of, on average, +14ºC.*
>
> *An increase in the concentration of greenhouse gases leads to an increased infrared opacity of the atmosphere, and therefore to an effective radiation into space from a higher altitude at a lower temperature. This causes a radiative forcing, an imbalance that can only be compensated for by an increase of the temperature of the surface-troposphere system.* ***This is the enhanced greenhouse effect.”***

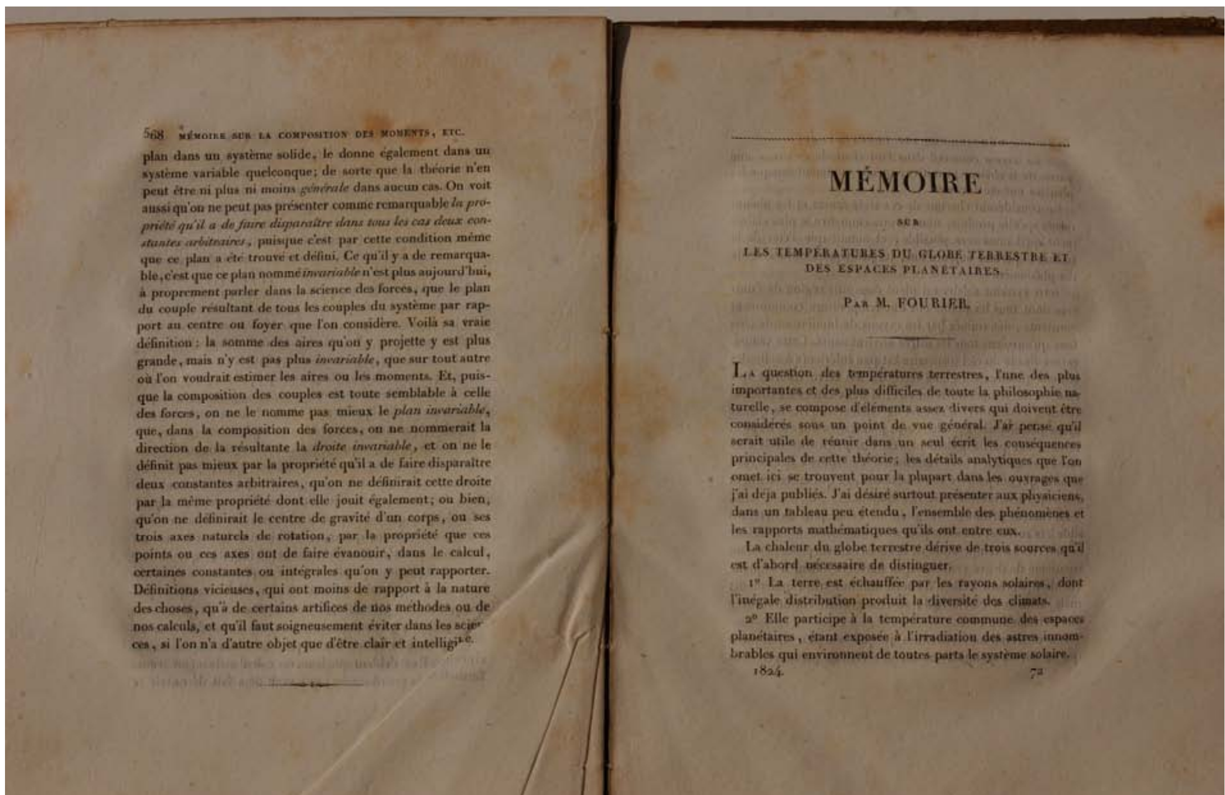
Det är solstrålningen som förser jordens klimatsystem med drivkraft. En del av inkommande solstrålning stöts bort (reflekteras) utan att klimatet påverkas. Resten uppsugs (absorberas) delvis i atmosfären men mestadels vid jordytan. Denna infångade energi håller klimatsystemet igång.

För att behålla ett stabilt klimat måste lika mycket energi försvinna från jorden som den som fastnar av solstrålningen. Detta sker med värmestrålning från jordens yta som dock absorberas och återstrålas av växthusgaserna i den överliggande atmosfären. (Temperaturskillnaden som finns mellan jordytan och atmosfären är väsentlig i sammanhanget och vi kommer tillbaka till det senare i skriften). En störning i denna globala strålningsbalans leder till en klimatförändring som återskapar strålningsbalansen. Hur det sker är komplicerat, men i princip rör det sig om att skulle mer solstrålning komma in än vad som försvinner ut som värmestrålning, stiger temperaturen vilket ökar den utgående värmestrålningen. Motsatsen gäller om mindre solstrålning kommer in i atmosfären än den utgående värmestrålningen. Då sjunker temperaturen vilket minskar värmestrålningen ut.

De viktigaste växthusgaserna är vattenånga och koldioxid. De förekommer naturligt i atmosfären på grund av kolets och vattnets kretslopp. Andra växthusgaser är metan, lustgas

och ozon. Dessa förekommer också naturligt i atmosfären, men även på grund av moderna mänskliga aktiviteter. Det finns också en lång rad konstgjorda industrigaser som är kraftfulla växthusgaser (t.ex. freoner, haloner, svavelhexafluorid).

Teorin bakom växthuseffekten är väl belagd och går nästan 200 år tillbaka. Jean-Baptiste Joseph Fourier (1827) konstaterade att även om atmosfären släpper in solstrålning så hindrar atmosfären värmestrålningen från att rymma. (Se figur 2.)



568 MÉMOIRE SUR LA COMPOSITION DES MOMENTS, ETC.

plan dans un système solide, le donne également dans un système variable quelconque; de sorte que la théorie n'en peut être ni plus ni moins *générale* dans aucun cas. On voit aussi qu'on ne peut pas présenter comme remarquable *la propriété qu'il a de faire disparaître dans tous les cas deux constantes arbitraires*, puisque c'est par cette condition même que ce plan a été trouvé et défini. Ce qu'il y a de remarquable, c'est que ce plan nommé *invariable* n'est plus aujourd'hui, à proprement parler dans la science des forces, que le plan du couple résultant de tous les couples du système par rapport au centre ou foyer que l'on considère. Voilà sa vraie définition : la somme des aires qu'on y projette y est plus grande, mais n'y est pas plus *invariable*, que sur tout autre où l'on voudrait estimer les aires ou les moments. Et, puisque la composition des couples est toute semblable à celle des forces, on ne le nomme pas mieux le *plan invariable*, que, dans la composition des forces, on ne nommerait la direction de la résultante la *droite invariable*, et on ne le définit pas mieux par la propriété qu'il a de faire disparaître deux constantes arbitraires, qu'on ne définirait cette droite par la même propriété dont elle jouit également; ou bien, qu'on ne définirait le centre de gravité d'un corps, ou ses trois axes naturels de rotation, par la propriété que ces points ou ces axes ont de faire évanouir, dans le calcul, certaines constantes ou intégrales qu'on y peut rapporter. Définitions vicieuses, qui ont moins de rapport à la nature des choses, qu'à de certains artifices de nos méthodes ou de nos calculs, et qu'il faut soigneusement éviter dans les sciences, si l'on n'a d'autre objet que d'être clair et intelligible.

MÉMOIRE

SUR

LES TEMPÉRATURES DU GLOBE TERRESTRE ET DES ESPACES PLANÉTAIRES.

PAR M. FOURIER.

La question des températures terrestres, l'une des plus importantes et des plus difficiles de toute la philosophie naturelle, se compose d'éléments assez divers qui doivent être considérés sous un point de vue général. J'ai pensé qu'il serait utile de réunir dans un seul écrit les conséquences principales de cette théorie; les détails analytiques que l'on omet ici se trouvent pour la plupart dans les ouvrages que j'ai déja publiés. J'ai désiré surtout présenter aux physiciens, dans un tableau peu étendu, l'ensemble des phénomènes et les rapports mathématiques qu'ils ont entre eux.

La chaleur du globe terrestre dérive de trois sources qu'il est d'abord nécessaire de distinguer.

1° La terre est échauffée par les rayons solaires, dont l'inégale distribution produit la diversité des climats.

2° Elle participe à la température commune des espaces planétaires, étant exposée à l'irradiation des astres innombrables qui environnent de toutes parts le système solaire.

1824. 72

Figur 2. *Första sidan (t.h.) av Fouriers (1827) artikel som varit ett led i studierna av det vi idag kallar växthuseffekten.*

Pouillet (1838), Tyndall (1865) och Langley (1888) diskuterade olika aspekter av det vi idag kallar växthuseffekten. Idag hänvisar man ofta till beräkningarna av svensken Svante Arrhenius (1896, olika artiklar) som ett centralt arbete bakom teorin om växthuseffekten. Hans beräkningar visade att förekomsten av koldioxid och vattenånga i atmosfären ger ett varmare klimat på jorden. Vidare beräknade han hur förändringar i atmosfärens koldioxidhalt skulle påverka temperaturen. Han kom fram till att en fördubbling av atmosfärens koldioxidhalt skulle leda till en global temperaturhöjning på 5-6 grader. Detta är väl i linje med moderna beräkningar. Arrhenius ville egentligen förklara hur istidsvariationerna kunde uppstå och han räknade på följderna av både mindre och mer koldioxid i atmosfären.

Själva namnet växthuseffekt dök upp först vid början av 1900-talet.

4. Ett tankeexperiment

I det föregående avsnittet citerades en definition av växthuseffekten. I den nämndes att den naturliga växthuseffekten höjer jordens ytmedeltemperatur med ca 30 grader. Detta konkretiseras här nedan med hjälp av ett tankeexperiment.

Solinstrålningen vid jordatmosfärens yttre rand motsvarar knappt 1370 W per kvadratmeter vilket kallas *solarkonstanten*[1] (S_o). En knapp tredjedel, eller ca 30 %, studsar tillbaka från moln, atmosfärens molekyler och jordens yta. Hur stor del av strålningen som reflekteras kallas *albedo* (a). Resten absorberas av jorden, vilket påverkar temperaturen.

Den uppvärmda jorden sänder i sin tur ut värmestrålning vars mängd beror på temperaturen. Denna mängd kan räknas ut med en fysikalisk strålningslag som relaterar strålningseffekten till temperaturen (Stefan-Boltzmanns lag, se Appendix). Det visar sig att denna effekt motsvarar en konstant (σ) gånger temperaturens fjärde potens ($T^4 = T \cdot T \cdot T \cdot T$). Vid balans motsvarar den utgående mängden den inkommande mängden, dvs.:

Absorberad solinstrålning = Utgående värmestrålning från jorden

Om man utgår från att atmosfären inte skulle spela någon roll, beskrivs detta matematiskt med:

$$(\pi R^2)S_o(1-a) = (4\pi R^2)\sigma T^4$$

Solarkonstanten och den ovan nämnda strålningslagen beskriver energi per ytenhet. Inkommande solstrålning samlas in på en yta som motsvarar jordens tvärsnitt, jfr. figur 3 (πR^2 är jordens tvärsnittyta och R är jordens radie). Värmestrålning från jorden utgår däremot från hela jordens yta ($4\pi R^2$ ger jordklotets totalyta). σT^4 är strålningseffekten per ytenhet med temperaturen T, a är albedot och S_o solarkonstanten.

Då vi löser ut temperaturen T i ekvationen blir den 254 K (grader Kelvin) vilket motsvarar minus 19 grader Celsius. Detta är drygt 30 grader lägre är jordytans faktiska medeltemperatur på ca 14-15 grader. Skillnaden utgörs av atmosfärens påverkan på strålningen, alltså växthuseffekten[2]. 254 K som är jordens effektiva utstrålningstemperatur råder i genomsnitt drygt fem kilometrar ovan jordytan. Hur detta går ihop blir bättre förståeligt då man begrundar dels solstrålningen och jordens värmestrålning och dels hur strålningen absorberas och emitteras av enstaka molekyler.

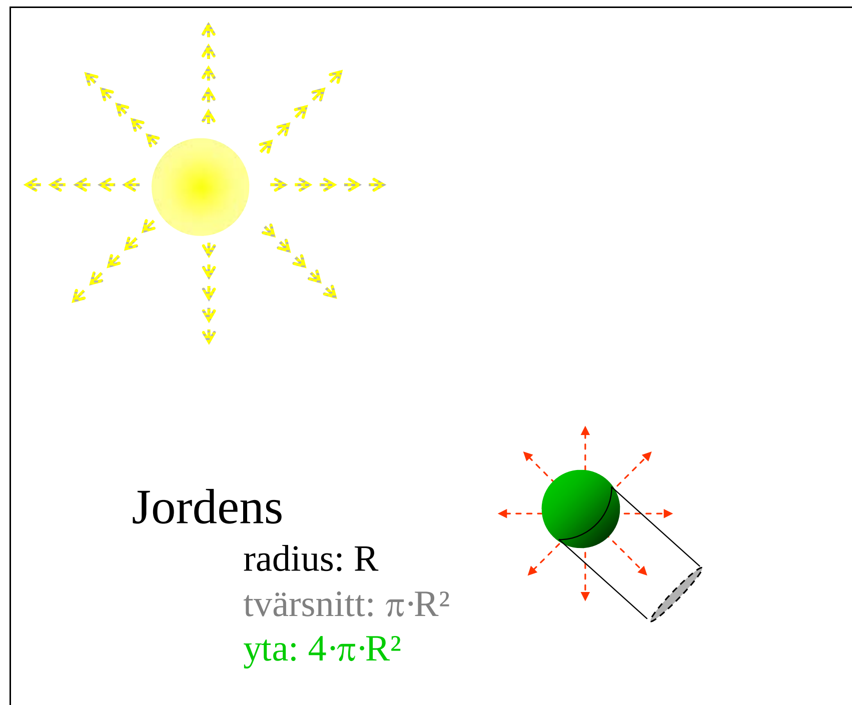
Inte heller våra grannplaneters klimat kan förklaras bara utifrån deras avstånd från solen. Både Venus och Mars har en viss växthuseffekt, vars styrka beror på sammansättningen av respektive atmosfär. På Mars är växthuseffekten förhållandevis svag. På Venus råder en s.k. skenande (”runaway”) växthuseffekt. Det är möjligt att Venus i unga år hade flytande

---

[1] Solarkonstanten varierar något, dock bara med ett par Watt inom solens välkända 11-årscykel. Variationer i solarkonstanten är förhållandevis små även på längre tidsskalor.

[2] Tankeexperimentet förekommer även upplagt på ett annat sätt. I det beskrivna experimentet antas att växthuseffekten inte finns men att albedot ändå är 30 %. En stor del av växthuseffekten beror på vattenånga i atmosfären. Utan vattenånga finns dock inte heller de moln som utgör en stor del av albedot, och har en viss växthuspåverkan. En modifierad beräkning, utan molnens nuvarande bidrag till albedot, ger ca 267 K (minus 6°C), i stället för 254 K. Förstås, utan vattenånga finns det knappast hav eller vegetation heller och då skulle jordytans effektiva albedo vara annorlunda.

vatten. Närheten till solen kan tänkas ha lett till stor avdunstning, mycket vattenånga i dess atmosfär och en självförstärkande stegrande växthuseffekt. Koldioxid skapades av vulkanutbrott. Det mesta av vattenångan kan sedan ha försvunnit genom att vattenmolekyler som transporteras högt upp sönderdelas till syre och väte av solstrålningen i högre skikt i Venus atmosfär. Den lätta vätgasen kunde fortsätta ut till rymden medan syret bands geokemiskt på ytan. Allteftersom detta fortsatte och mängden vattenånga minskade upphörde även de regn som tär på mineralerna på ytan vilka tar upp koldioxid i geokemiska processer.

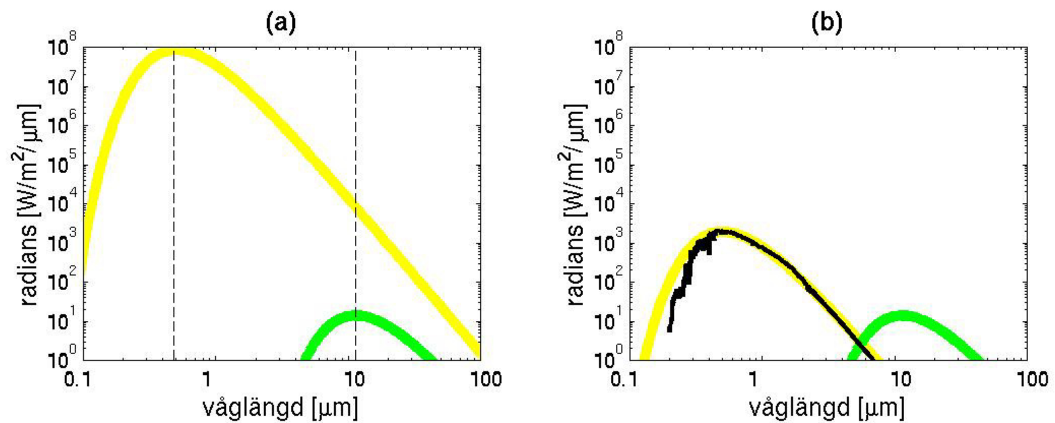


Figur 3. *Både solen och jorden alstrar strålning åt alla håll. Ju längre bort från källan strålningen hinner desto större yta fördelas den på (tänk, t.ex., på en utvidgande luftballong vars väggar tänjs ut mer ju större den blir). Strålningen från solens yta sprids över en utvidgande sfärisk front vars totalyta växer, och strålningseffekten per ytenhet minskar därmed i kvadrat av sfärens radie. Vid jordatmosfärens yttre rand är solstrålningens effekt per ytenhet lika med solarkonstanten* S_o *(se text). Jorden samlar inkommande solstrålning med den sida av planeten som är mot solen, dvs. med en yta som motsvarar planetens tvärsnitt och motsvarar dess "skugga". Jorden avger värmestrålning från hela sin yta. Solen, jorden och deras avstånd är inte skalenliga i figuren.*

5. Solstrålningen och jordens värmestrålning

Solens och jordens yta har vida olika temperaturer. Detta gör att deras strålning fördelas olika över olika våglängder. Detta beskrivs av den s.k. planckfunktionen (se Appendix) som uttrycker våglängdsberoendet av utstrålningen från en källa (en planckkurva, se figur 4). På grund av solens heta yta sker dess strålning huvudsakligen på våglängder kortare än 4 mikrometer. Jordens värmestrålning sker å andra sidan på våglängder som är längre.

Den s.k. Wiens förskjutningslag (se Appendix) ger en mer kondenserad känsla för detta: strålningen från en källa som solen eller jorden är störst vid en viss våglängd, beroende på källans temperatur. Solens strålning till rymden sker vid en temperatur runt 5800 K. Detta gör att solstrålningens effektmaximum sker vid knappt 0,5 mikrometer som synligt ljus. Jordens effektiva utstrålningstemperatur som är ca 254 K ger ett effektmaximum nära 11 mikrometer, vilket betyder värmestrålning (infrarött).



Figur 4. *(a) Beräknade planckkurvor av radians (effekt) i Watt per ytenhet och våglängd för utgående strålning från solens yta (gult) och för värmestrålningen från jorden vid atmosfärens yttre rand (grönt). De vertikala linjerna markerar respektive våglängd där radiansen är som störst (se text). Eftersom både radians och våglängd varierar över flera storleksordningar används logaritmiska axel. (b) Den gröna kurvan är samma som i (a), dvs. för värmestrålningen från jorden vid atmosfärens yttre rand. Den gula kurvan visar inkommande solstrålning vid atmosfärens yttre rand, dvs. den gula kurvan i (a) med hänsyn tagen till "utspädningen" med avståndet från solen till jorden – radiansen minskar med kvadraten på avståndet från källan eftersom radiansen sprids på en alltjämnt större sfärisk yta (jfr. figur 3). Den svarta kurvan visar observerad solstrålning utanför atmosfären i våglängder längre än ca 0,2 mikrometer.*

När man tar hänsyn till avståndet mellan solen och jorden, kan man integrera planckkurvan (dvs. lägga ihop effekterna vid de olika våglängderna) för solstrålningen vid atmosfärens yttre rand vilket ger solarkonstanten. På samma sätt kan man integrera planckkurvan för jordens värmestrålning. Tar man även hänsyn till albedot och de effektiva ytorna för infångandet av solstrålning och utsändandet av värmestrålning ser man att jorden får en effekt från solstrålningen som är lika stor som effekten jorden strålar ut med, dvs. strålningsbalans. Effekten som kommer in och lämnar systemet motsvarar i absoluta tal ca $1{,}2 \times 10^{17}$ watt, dvs. två miljoner miljarder 60 watt glödlampor.

6. Atmosfärens roll

Eftersom inkommande solstrålning och utgående värmestrålning präglas av olika våglängder känner de också av atmosfären på olika sätt. Solstrålningen och jordens värmestrålning balanserar förvisso varandra på den globala skalan, men tack vare atmosfärens växthuseffekt utgår värmestrålningen från högre upp i atmosfären i stället för

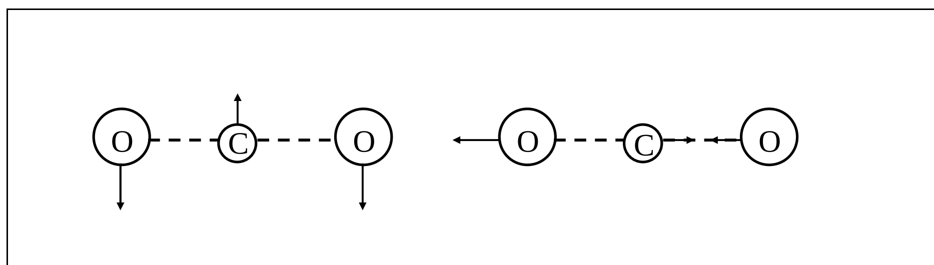
direkt från jordens yta. Solstrålningens och värmestrålningens olika våglängder, atmosfärens sammansättning och att atmosfären är kallare än jordytan bidrar alla till växthuseffekten.

Som nämnts tidigare motsvarar strålningens olika våglängder olika bestämda energimängder vilka överförs vid uppsugning i t.ex. atmosfärens gasmolekyler.

Det är strukturen hos en molekyl som avgör hur den kan absorbera strålning. Beskrivningen av detta är tämligen invecklad och går in på kvantmekanik. Vi kan nöja oss med att konstatera att en molekyl kan inneha rörelseenergi, rotationsenergi, vibrationsenergi (svängningar) och energi som lagras i konfigurationen av elektronerna av de i molekylen ingående atomerna. Bortsett från rörelseenergin, kan en molekyls energitillstånd ändras bara med vissa bestämda mängder. För att öka molekylens energi måste en motsvarande energimängd komma den till godo, t.ex. genom att absorbera strålning av lämplig våglängd. (Emission är den omvända processen i vilken en molekyl blir av med en viss energimängd i form av utsänd strålning.) Den tillförda energin används för att lyfta elektroner längre från atomkärnan, till svängningar hos molekylen, till roteringsrörelse eller till att öka hastigheten. Att lyfta på elektroner kräver mest energi. Det motsvarar våglängder som är kortare än synligt ljus och finns i solstrålningen. Ändringar i rotation och svängningar i en molekyl kan åstadkommas med de mindre energimängder som finns i värmestrålningsområdet.

Eftersom olika gasers molekyler ser olika ut, varierar också deras möjliga tillstånd och därmed vilka strålningsvåglängder de kan absorbera och emittera. Egenskaperna av de i atmosfären förekommande gaserna har undersökts i laboratorieexperiment. Atmosfäriska mätningar bekräftar resultaten.

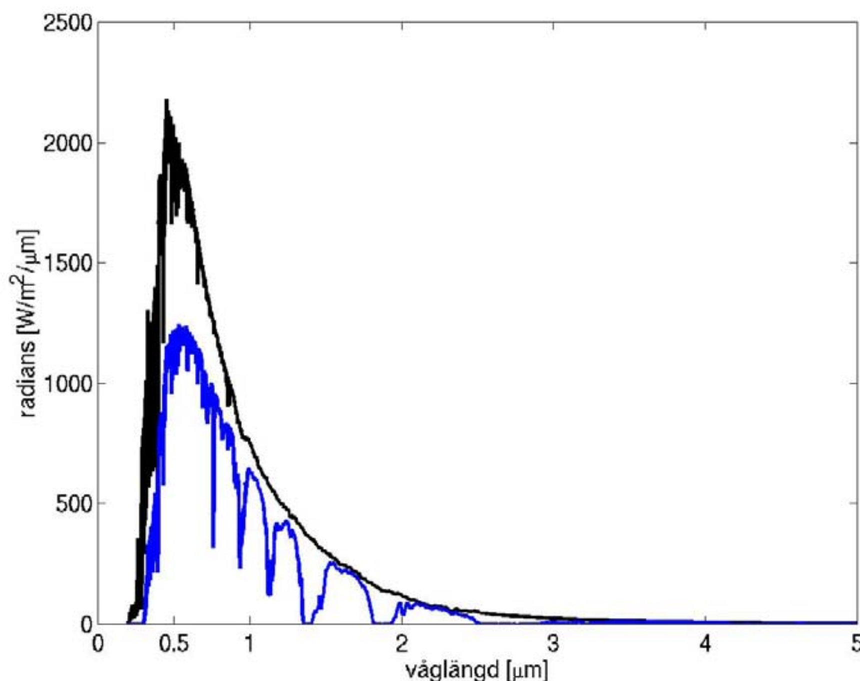
Atmosfären består av olika gaser, först och främst kväve och syre men även andra gaser i mindre men ändå väsentliga mängder. Mestadels består atmosfären av gaser som har molekyler som beståndsdelar. Molekyler i sin tur består av atomer. Till exempel består syrgas (O_2) av molekyler med två syreatomer (O och O), ozongas består av molekyler med tre syreatomer, koldioxid (CO_2) består av molekyler med två syreatomer och en kolatom. Vattenånga (H_2O) består av en syreatom och två väteatomer.



Figur 5. *En illustration av två typer av svängningstillstånd hos en koldioxidmolekyl. Pilarna visar en fas av rörelsen. Svängningen kompletteras av rörelse i motsatt riktning (vänd pilarna och tänk gärna att atomerna är bundna till varandra med elastiska band eller fjädrar som tänjs i svängningarna). Att upprätthålla dessa tillstånd kräver en energimängd som finns i strålningen med en våglängd på ca 4,3 mikrometer i det ena fallet och på ca 15 mikrometer i det andra, dvs. värmestrålning.*

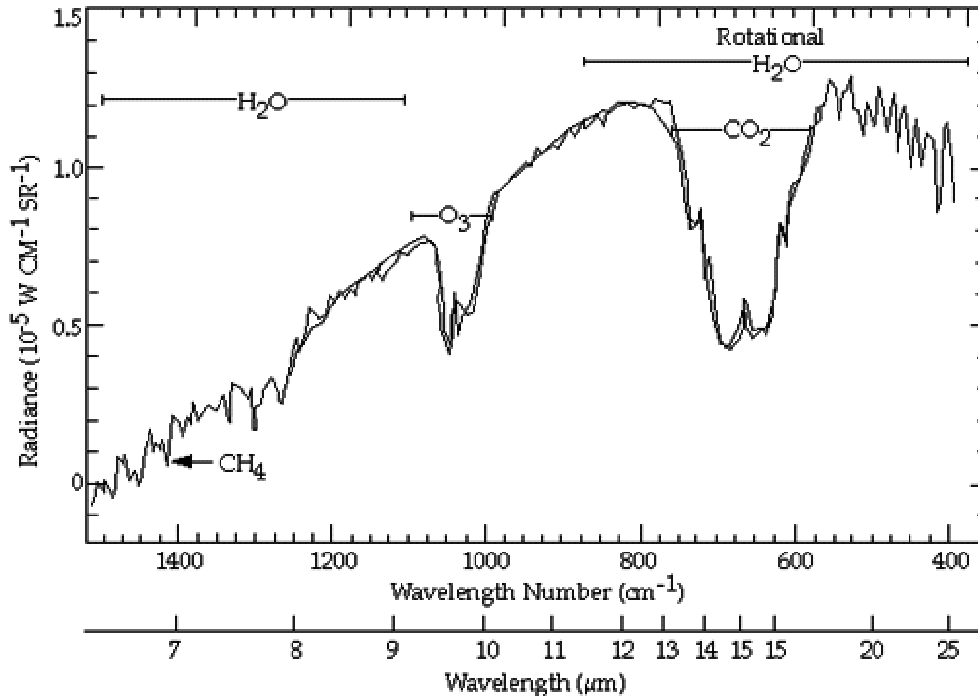
Molekylärt syre (O_2) och kväve (N_2) har en struktur med jämn viktfördelning (de ser likadana ut från alla håll) som gör att de inte kan rotera eller vibrera. Rotation och vibration i en molekyl kräver en på något sätt osymmetrisk struktur som t.ex. en vattenångemolekyl vilken har två lätta väteatomer och en tyngre syreatom där väteatomerna sitter i en vinkel i förhållande till varandra på ca 105 grader. Koldioxidmolekyler har en mer symmetrisk struktur där syreatomerna befinner sig på motsatta sidor av kolatomen. En koldioxidmolekyl kan svänga men inte rotera. Ett fall av hur en sådan svängningsrörelse "ser ut" hos en molekyl illustreras i figur 5.

Solstrålningen vid våglängder kortare än 0,3 mikrometer absorberas i atmosfären av kvävgas, syrgas och ozon. Det mesta av energin i solstrålningen finns vid våglängderna som motsvarar synligt ljus, alltså mellan 0,3 och 1 mikrometer. Dessa våglängder absorberas det väldigt lite av i atmosfären. Bara en liten del av solstrålningen sker på så pass långa våglängder som absorberas av vattenånga och koldioxid. Totalt sett absorberas knappt en fjärdedel av den inkommande solstrålningen i atmosfären. En tredjedel reflekteras. Ungefär hälften av den inkommande solstrålningen tar sig till jordytan och värmer upp den. I figur 6 visas en spektral fördelning av inkommande solstrålning utanför atmosfären och vid jordytan. Skillnaden mellan kurvorna motsvarar reflektionen och absorption av solstrålning av gaserna i atmosfären. Atmosfärens genomskinlighet för solstrålningen ändras i stort sett inte av dess koldioxidhalt eller av vattenångan.



Figur 6. *Den spektrala fördelningen av inkommande solstrålning utanför atmosfären (svart, jfr. figur 4b men lägg märke till att i figur 4 används logaritmisk skala) och vid jordens yta (blå). Nivåskillnaden mellan kurvorna motsvarar reflektionen av inkommande solstrålningen. Absorption av solstrålning av gaserna i atmosfären syns som nedåtvända pikar i den blåa kurvan. Dessa finns på bestämda våglängder som beror på molekylära/kvantmekaniska egenskaper hos atmosfärens gaser.*

Den utgående värmestrålningen påverkas inte av syre eller kväve. Däremot påverkas den kraftigt av växthusgaser (se figur 7). Ändringar i koldioxidhalten och mängden vattenånga i atmosfären ändrar effekten.

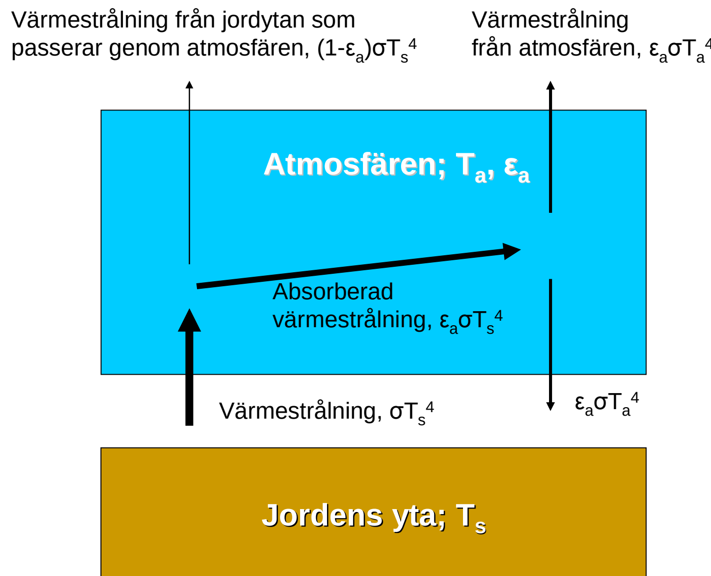


Figur 7. *Spektral fördelning av utgående värmestrålningen utanför atmosfären. Absorption av värmestrålning i atmosfären syns som nedåtvända pikar i kurvan. Dessa finns på bestämda våglängder som motsvarar energier som kan absorberas av växthusgaser. (Källa: http://origins.jpl.nasa.gov/library/exnps/ch04_2.html, senast läst 2005-04-07). Den spektrala fördelningen stämmer för övrigt med en planckkurva för en temperatur nära jordens yta. Pikarna däremot motsvarar delar på en planckkurva för en lägre temperatur eftersom de härstammar från utstrålning högre upp i atmosfären där det är kallare.*

Den effektiva värmestrålningen till rymden sker från högre nivåer upp i atmosfären, i stället för från jordens yta som får motta det mesta av den inkommande solstrålningen. I snitt ligger dessa nivåer i jordatmosfären på 4-8 km höjd där temperaturen är runt minus 19 grader, vilket motsvarar jordens effektiva utstrålningstemperatur i det tidigare diskuterade tankeexperimentet . Vi kan nu utveckla tankeexperimentet med en atmosfär som innehåller växthusgaser och har en lägre temperatur än jordytan.

Låt oss beteckna jordytans temperatur med T_s och atmosfärens temperatur med T_a. Vi betraktar atmosfären som ett enda skikt med en temperatur. Medan jordytan kan antas vara en svart kropp, är atmosfären ”grå”, dvs. dess gaser absorberar och emitterar strålning mer selektivt än jordytan. Atmosfären absorberar en del, ε_a av värmestrålningen från jordytan. För svarta kroppar är emissiviteten ε lika med *1*, medan för gråa kroppar är den mindre än *1*. Andelen $(1-\varepsilon_a)$ av jordytans värmestrålning passerar genom atmosfären. Atmosfären i sin tur ger ifrån sig värmestrålning åt alla håll. Eftersom strålningen från en källa beror på dess temperatur, strålar en kallare atmosfär mindre än den varmare jordytan under. Den redan

tidigare nämnda Stefan-Boltzmanns lag anger hur mycket strålning som utgår från jordytan och atmosfären (Se figur 7).



Figur 8. *En förenklad representation av värmestrålningen i jord-atmosfärssystemet.*

Från jordens yta (dess ε är lika med 1 och vi behöver inte skriva det) utgår värmestrålning enligt σT_s^4. Av den fångas andelen $\varepsilon_a\sigma T_s^4$ av atmosfären. Resten, $(1-\varepsilon_a)\sigma T_s^4$, passerar genom atmosfären. Atmosfären i sin tur ger ifrån sig värmestrålning både neråt till jordytan och uppåt mot rymden enligt $\varepsilon_a\sigma T_a^4$. Detta kyler av atmosfären. Mängden värmestrålning som lämnar systemet till rymden är summan av värmestrålningen direkt från jordytan som passerat genom atmosfären och värmestrålningen från atmosfären, dvs.:

$$(1-\varepsilon_a)\sigma T_s^4 + \varepsilon_a\sigma T_a^4 = \sigma T_s^4 - \varepsilon_a\sigma(T_s^4 - T_a^4)$$

vilket är mindre än utstrålningen från jordytan (σT_s^4) eftersom atmosfärens temperatur är lägre än jordytans (att $T_s^4-T_a^4$ är större än noll gör att uttrycket $-\varepsilon_a\sigma(T_s^4-T_a^4)$ är mindre än noll, och den utgående värmestrålningen till rymden är mindre än värmestrålningen som lämnar jordytan, σT_s^4). Atmosfären minskar alltså den utgående värmestrålningen. Detta leder till en högre temperatur vid jordytan vilket ökar den utgående strålningen tills den i slutändan är stor nog att balansera den inkommande solstrålningen. Vi har strålningsbalans.

Atmosfärens växthuseffekt beror alltså både på dess innehåll av gaser som känner av värmestrålningen från jorden och att atmosfären är kallare än jordytan. Skissen i figur 8 kan generaliseras för en mer realistisk atmosfär vars temperatur och täthet varierar med höjden. Förklaringen blir mer komplex och vassare, men principen är den som beskrivs ovan. Analogin mellan atmosfärens växthuseffekt och ett uppvärmande täcke som är varmare på insidan än på utsidan (motsvarigheten till värmekällan som ligger under täcket är den till ytan inkommande solstrålningen) är uppenbar.

Även solstrålningen påverkas av atmosfären, speciellt molekylärt syre och kväve. Atmosfären släpper dock igenom en större andel av solstrålningen till jordytan än den andel av ytans värmestrålning som den låter obehindrat passera. Med andra ord är atmosfärens

förmåga att släppa igenom värmestrålning mindre än dess förmåga att låta solstrålning passera. Ändrade växthusgashalter påverkar dessutom föga solstrålningen, medan de påverkar värmestrålningen.

Växthusgaserna gör jordens yta varmare än den vore utan en atmosfär med växthusgaser i. Atmosfären jämnar också ut variationerna mellan dag och natt. Vi kan få en konkretisering av atmosfären roll för detta genom att jämföra jorden med månen som ligger på samma avstånd från solen som jorden gör. Månens genomsnittliga temperatur varierar från ca +110 grader under dagen till ca minus 150 grader under natten. Månen har inte en atmosfär och dess temperatur reagerar därför kraftigt på variationerna i solstrålningen mellan dag och natt.

7. Jordens energibalans

Hittills har diskussionen berört strålning och dess avgörande roll för klimatet på jorden. Det enda väsentliga energiutbytet mellan jorden och rymden sker med strålning. Den inkommande strålningsmängden balanseras med lika mycket utgående strålning när klimatet är stabilt. Annars skulle det driva iväg och bli kallare eller varmare.

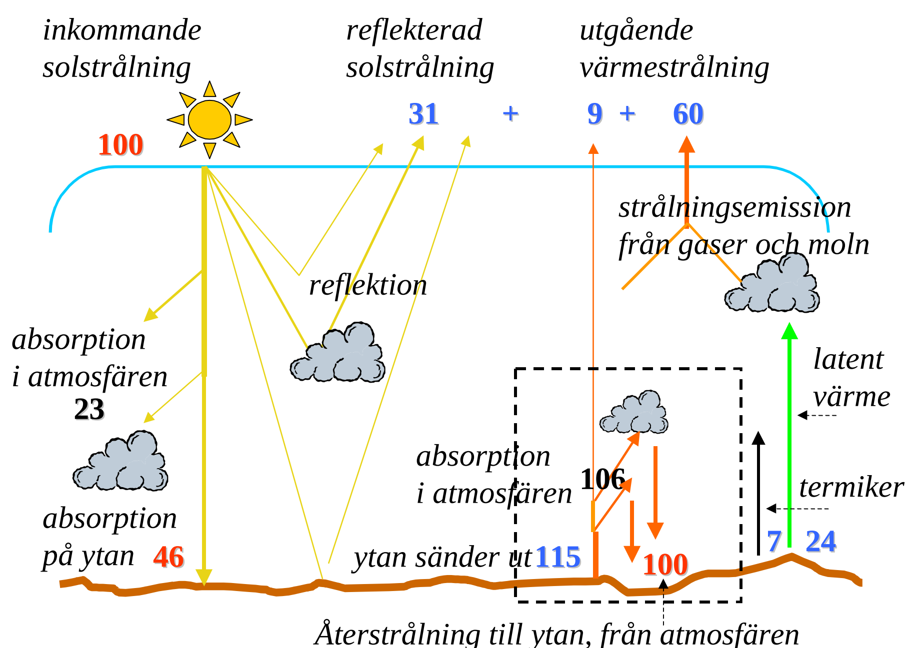
Det är dock det totala klimatsystemet som präglas av strålningsbalans. Varken jordytan eller atmosfären i sig är i strålningsbalans. Jordytan får mer strålning än vad den förlorar (den har en positiv strålningsbalans). Atmosfären förlorar mer energi med strålning än vad den mottar (negativ strålningsbalans). Det visar sig att jordytan förser atmosfären med latent värme (med latent värme menas energi som binds i omvandlingen från vatten till vattenånga och som frigörs när vattenångan kondenserar i atmosfären) och direkt värmeöverföring, vilket balanserar inom hela klimatsystemet Tillsammans är jordytan och atmosfären i *energibalans*. En översiktlig representation av energiflöden (strålning eller värme) till, mellan och från jordytan och atmosfären visas i figur 9. Den globala strålningsbalansen påverkas av:

- den inkommande solstrålningen,
- av vilket en viss andel stöts bort (reflekteras) utan att påverka klimatet i sig och resten absorberas i luften eller vid jordytan,
- vilket balanseras av utgående värmestrålning som delas mellan jordytan och atmosfären beroende på hur stark växthuseffekten är.

Den horisontella och vertikala fördelningen av energi, värme, temperatur och klimat på jorden påverkas även av samspel mellan jordytan och atmosfären:

- avdunstning, transport och kondensation av vattenånga
- värmeöverföring från ytan till atmosfären i s.k. termiker (varmluftsblåsor)

samt cirkulationen i atmosfären och havet (visas ej i figuren).



Figur 9. *Jordens energibalans dikteras av inkommande solstrålning, de egenskaper av klimatsystemet som orsakar reflektion av solstrålning, växthuseffekten och värmeöverföring mellan jordens yta och atmosfären med latent värme och termiker. Enheterna i figuren är i % av inkommande solstrålning vid atmosfärens yttre rand. Siffrorna är ungefärliga. Det som berör växthuseffekten återfinns man i den streckade ramen till höger.*

En knapp tredjedel av inkommande solstrålning reflekteras tillbaka utan att påverka klimatet. En femtedel av inkommande solstrålning absorberas i moln och av gasmolekyler i atmosfären. Resten, alltså ungefär hälften, av inkommande solstrålning absorberas vid jordytan. För att balansera detta måste jorden bli av med lika mycket energi för att temperaturen inte ska skena iväg. Värmestrålning utgår från jordens yta. Medan solstrålning passerar växthusgaserna utan att påverkas nämnvärt, hindrar dessa effektivt värmestrålning. Värmestrålningen blir åter ivägskickad åt alla håll. Återstrålningen tillbaka neråt kommer ytans energibalans till godo vilket höjer temperaturen. Återstrålningen gör alltså att ytan förlorar betydligt mindre energi som värmestrålning än den får som solstrålning.

Strålningsöverskottet höjer temperaturen vid jordytan som tidigare diskuterats. Termiker och avdunstning är ytterligare mekanismer i jordytans energibalans. Dessa transporterar energi tillgänglig vid jordytan högre upp i atmosfären och ökar därmed atmosfärens temperatur. Detta bidrar till värmestrålningen som emitteras av atmosfären. Högre upp är luften tunnare (antalet växthusgasmolekyler är färre, det är glesare mellan dem). Utgående värmestrålning från högre höjder har en större chans att nå ut till rymden eftersom sannolikheten att den träffar växthusgasmolekyler på sin väg minskar. Den effektiva utstrålningen från jorden ut till rymden sker vid 4-8 km höjd.

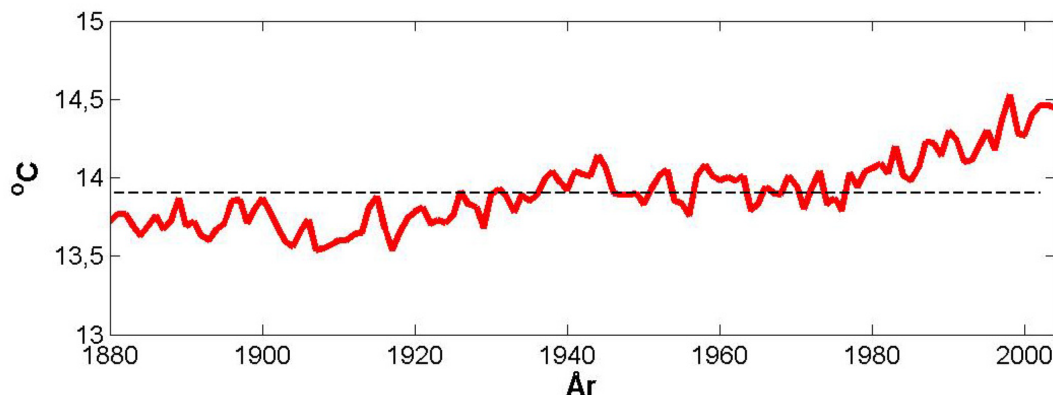
För ett stabilt klimat ska summan av inkommande och utgående energi balansera vid toppen av atmosfären och vid jordytan. (Jfr. figur 9 där de inkommande 100 enheterna av

solstrålning vid toppen av atmosfären balanseras av reflekterad solstrålning (31) och av utgående värmestrålning (9 + 60). Till jordytan kommer det in 46 enheter av solstrålning. Värmestrålning utgår med netto 15 enheter som utgör skillnaden mellan utgående värmestrålning på 115 enheter och återstrålning från atmosfären med 100. Förlusterna via termiker och avdunstning är 7 respektive 24 enheter.

Det är dessa processer som förklarar den allmänna temperaturfördelningen mellan jordytan och atmosfären samt i atmosfärens lägsta skikt, s.k. troposfären. Strålning och atmosfärens växthuseffekt är centrala. Termiker och avdunstning (konvektion) vid ytan samt molnbildning i atmosfären är också väsentliga. Till temperaturfördelningen mellan jordklotets olika delar bidrar dessutom cirkulationen i atmosfären och i havet. Inkommande solstrålning varierar också geografiskt och eftersom temperaturen varierar så gör även värmestrålningen det. I övre atmosfären påverkas temperaturen även av lokal absorption av solstrålning i ozonskiktet.

8. Jordens ytmedeltemperatur

Enligt mätdata är jordens ytmedeltemperatur runt +14 grader Celsius. I figur 10 visas analyserade värden för åren 1880-2004 som baseras på det globala termometernätverket. Temperaturer längre tillbaka uppskattas för det allra mesta indirekt, till exempel med hjälp av träringar, sediment, iskärnor och dylikt. Speciellt på vissa platser kan sådana härledningar göras långt tillbaka i tiden. De naturliga klimatarkiven täcker dock endast delar av jordens yta och variationerna i enstaka områden behöver inte gå i samma takt eller fas med den globala medeltemperaturen. Geografiskt omfattande temperaturanalyser för 1000-2000 år tillbaka börjar nu finnas för norra hemisfären. På södra hemisfären är möjligheterna mindre för geografiskt omfattande analyser. Långa dataserier kan dock sammanställas från isarna på Grönland och Antarktis.



Figur 10. *Jordens genomsnittliga årsmedeltemperatur mellan 1880 och 2004 enligt en analys av mätningar på land och till havs. Värdet för varje år visas. Att en tjock linje har använts maskerar de allra minsta variationerna mellan ett par år i följd. Den streckade linjen är periodens medelvärde. (Data från National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA), i U.S.; www.noaa.gov)*

Från ett år till nästa varierar hela jordens medeltemperatur bara litet. Under vissa tidigare perioder har temperaturer dock kunnat skifta en hel del, men relativt långsamt. Att små

variationer i jordens medeltemperatur inträffar mellan åren liksom långsamma variationer över längre perioder hör till klimatsystemets natur, speciellt omfördelningar mellan atmosfären och ythavet som sker utan extern påverkan. Världshavets övre skikt kan temporärt lagra och frigöra värme från ett år till nästa i en växelverkan mellan atmosfären och havet. El Niño är ett praktexempel på en sådan skiftning.

9. Den mänskliga påverkan på växthuseffekten

Det som händer idag är att stora utsläpp från användningen av fossila bränslen (energi, transporter, industri, hushåll), jordbruket, boskap och soptippar ökar växthusgasmängderna i atmosfären. Skogsavverkning skapar också stora utsläpp. En del av koldioxidutsläppen hamnar snabbt i havet och biosfären som ingår i kolets naturliga kretslopp. Resten av koldioxidutsläppen, ca hälften, stannar i atmosfären under en lång tid. Jämfört med den förindustriella tiden för ett par hundra år sedan har atmosfärens koldioxidhalt stigit med drygt 30 %. Merparten av ökningen har skett under de senaste 50 åren då utsläppen har ökat markant. Atmosfärens metanhalt har vuxit med 150 % och lustgashalten med ca 16 %. En förstärkning av växthuseffekten som följd av detta ger en förklaring till den konstaterade globala uppvärmningen (IPCC 2001).

Mera växthusgaser driver en förstärkning av växthuseffekten. Den börjar som en störning i klimatsystemet. I ett förenklat sammanhang (jfr. figur 8) kan vi konstatera att mera växthusgaser i atmosfären får den att förhindra en större andel av den utgående värmestrålningen. Återstrålningen till jordytan (storheten ε_a växer i figur 8) ökar. Jordytans energibalans upplever ett överskott. Temperaturen stiger. Ytans värmestrålning ökar. Till slut uppstår en ny balans. Mängden av utgående värmestrålning från jorden är igen lika stor som mängden av inkommande solstrålning, dock på bekostnad av en högre temperatur.

I det verkliga systemet sker förstås en hel del mer. En del värme lagras i havet. Det sker en ökning av utgående värmestrålning från högre nivåer i atmosfären, vilket ger en lokal avkylning. Ytan i sig och atmosfären i sig strävar inte efter en strålningsbalans utan efter en energibalans. I tillägg till strålningsflödena ändras avdunstningen och termikerna. Inom klimatsystemet påverkas nederbörden, havsnivån, cirkulationsmönster osv. Förstärkningen av växthuseffekten innebär alltså både en ökad värmemängd i havet och vid jordytan, en omfördelning av energiflödena inom klimatsystemet och andra klimatändringar. En del av dessa ändringar tar lång tid att fullbordas.

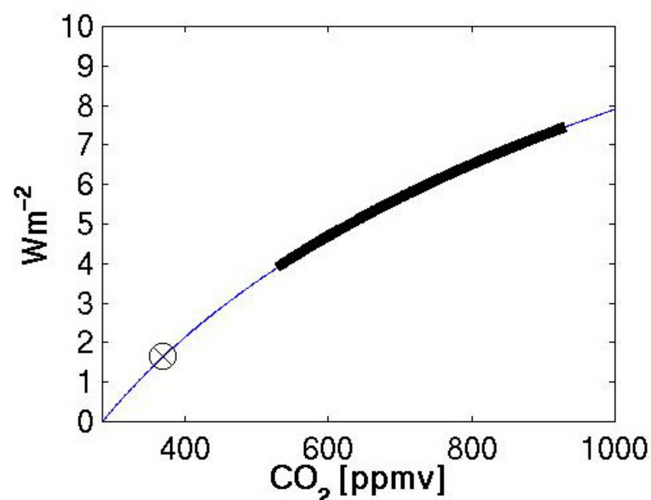
Att utsläpp förstärker växthuseffekten är lätt att förstå. En fördubbling av atmosfärens koldioxidhalt i sig höjer medeltemperaturen med en dryg grad, vilket är relativt enkelt att räkna fram. Klimatsystemet är dock mer komplext än så. Det finns ett antal indirekta effekter, s.k. återkopplingar som komplicerar. Dessa kan antingen förstärka eller motverka en ursprunglig påverkan i klimatsystemet.

En viktig förstärkningsmekanism är att atmosfärens förmåga att innehålla vattenånga ökar med temperaturen. Vattenångan är en potent växthusgas och enligt uppskattningarna kan denna återkoppling fördubbla den direkta uppvärmningseffekten av mera koldioxid i atmosfären. Moln utgör en annan central återkopplingsmöjlighet som vi fortfarande behöver mer kunskap om. Beroende på ändringar i temperatur, fuktighet och cirkulation kan moln ändras på olika sätt. Hur det påverkar temperaturen beror på var (geografisk och i höjdled) moln ändras samt hur molnens struktur ändras. Återkopplingen kan både öka den

ursprungliga uppvärmningen eller motverka den. Moln känner även av partiklarna i atmosfären som människan påverkar med svavelutsläpp, sot och genom ändrad markanvändning. Klimatets ändring kan också driva fram ändringar i naturliga processer som bidrar till partiklar i atmosfären.

Hur klimatet blir på grund av den förstärkta växthuseffekten påverkas även av ändringar i snö- och havsistäcket. Kolets kretslopp till lands (vegetation och marken) och till havs (lösning av koldioxid i havsvattnet, biologisk inbindning av koldioxid i havet och överföringen av koldioxid till djuphavet) kan också ändras med klimatet, med följder för koldioxidhalten i atmosfären.

Det är koldioxidutsläppen som driver det mesta av växthuseffektens förstärkning, även om de andra utsläppen bidrar väsentligt också. Hur mycket utsläpp av olika växthusgaser påverkar beror på deras mängder, hur effektivt de hindrar värmestrålning och på deras vistelsetider i atmosfären. Koldioxidutsläppen är stora, men eftersom atmosfären redan innehåller så pass mycket koldioxid ger ytterligare ökningar av koldioxidhalten en effekt som växer logaritmiskt (se figur 11), dvs. successiva ökningar ger mindre effekt även om den fortfarande är betydlig. Av metan, lustgas och andra växthusgaser finns det mindre i atmosfären. De har en kraftigare växthuspåverkan per molekyl än koldioxiden och effekten av deras successiva haltökningar pekar brantare uppåt än koldioxidens.



Figur 11. *En illustration av hur strålningspåverkan ändras av en ökning av koldioxid i atmosfären. Diagrammet börjar från den förindustriella nivån på ca 285 ppm. Strålningspåverkan F (som har enhet Watt per ytenhet) ökar med en stigande koldioxidhalt. Idag ligger atmosfärens koldioxidhalt vid drygt 370 ppm (markerad på kurvan med en symbol). Tänkbara scenarier för koldioxidhalten i atmosfären vid år 2100 anges med det tjocka svarta överdraget på kurvan (IPCC, 2000). Scenarierna täcker olika tänkbara världsutvecklingar med olika utsläppsutvecklingar. En del av utsläppen hamnar i världshavet och i biosfären, vilket har tagits hänsyn till. Klimatet påverkas, förutom av koldioxid, även av andra utsläpp.*

Trots att jordens klimat alltid har varierat – faktiskt en hel del – tycks vi nu stå inför en alldeles ny situation. Att atmosfären snabbt tillförs stora mängder koldioxid och att jorden värms upp med stora ismassor kvar på polarområdena kan vara extraordinärt (jfr. Crowley,

1990). I vilket fall som helst finns det inte något motstycke till den pågående utvecklingen under de senaste 10 000 åren under vilka civilisationen har uppstått. Det finns alltså inte någon motsvarighet till framtiden i historien som vi kunde lära oss av. Detta bidrar till osäkerheten och oron om framtiden.

Klimatvariationer över väldigt långa perioder påverkas av kontinentalplattornas långsamma rörelser, regelbundenheterna i jordens omloppsbana runt solen, solvariationer och vulkanutbrott. De olika faktorernas samspel skapar ytterligare utrymme för naturliga klimatvariationer. Atmosfärens sammansättning och dess växthuseffekt har också varierat tidigare och med största sannolikhet bidragit till klimatets växlingar. Medan växthuseffekten tidigare ändrades i helt naturliga förlopp driver vi nu fram en förstärkt växthuseffekt med utsläppen. Vi kan ändå lära oss en del aktuellt om klimatet genom att försöka bättre förstå tidigare klimatförändringar.

10. Växthuseffekten och istidscykler

Jordens tidigare klimatvariationer ger belägg för att klimatet varierar med växthusgaserna i atmosfären. Växthuseffekten på våra grannplaneter Venus och Mars har kanske också varierat i styrka (t.ex. Kargel och Strom, 1996; Bullock och Grinspoon, 1999).

Förhållandena under jordens nuvarande istid[3] som inleddes för ca 3 miljoner år sedan har studerats mest för de senaste 400 000 åren, bl.a. med hjälp av iskärnor från Antarktis (Petit et al. 1999)[4], Grönland och sedimenter från havsbottnar. I polarttrakterna har snön som sakta ackumulerats på land pressats till is. I samband med det kapslas luftbubblor in i isen. Från dessa kan atmosfärens tidigare halt av koldioxid och metan bestämmas. Analyser av isen berättar även om tidigare temperaturklimat. Resultaten målar fram en bild av parallella variationer i temperaturen, atmosfärens koldioxidhalt (se figur 12) och metanhalt. Atmosfärens koldioxidhalt har de senaste 400 000 åren pendlat mellan ca 180 och 280 ppm. Under denna period har klimatet varit förhållandevis varmt ca vart 100 000 år, vilket har sammanfallit med höga halter av koldioxid och metan. Mellan dessa har klimatet varit allmänt kallare och halterna av koldioxid och metan klart lägre. Den primära orsaken till dessa växlingar tros vara långsamma regelbundenheter i jordens omloppsbana runt solen[5] vilka påverkar fördelningen av inkommande solstrålning mellan årstiderna och hemisfärerna. I sig är instrålningsvariationerna dock så pass små att de inte borde påverka jordens klimat alltför mycket. Snarare räcker de till att starta störningar i kolets naturliga kretslopp, vilket påverkar atmosfärens koldioxid- och metaninnehåll och därmed växthuseffekten. Annan förstärkning tros komma från ändringar i albedot orsakade av ändringar i snö- och istäcket.

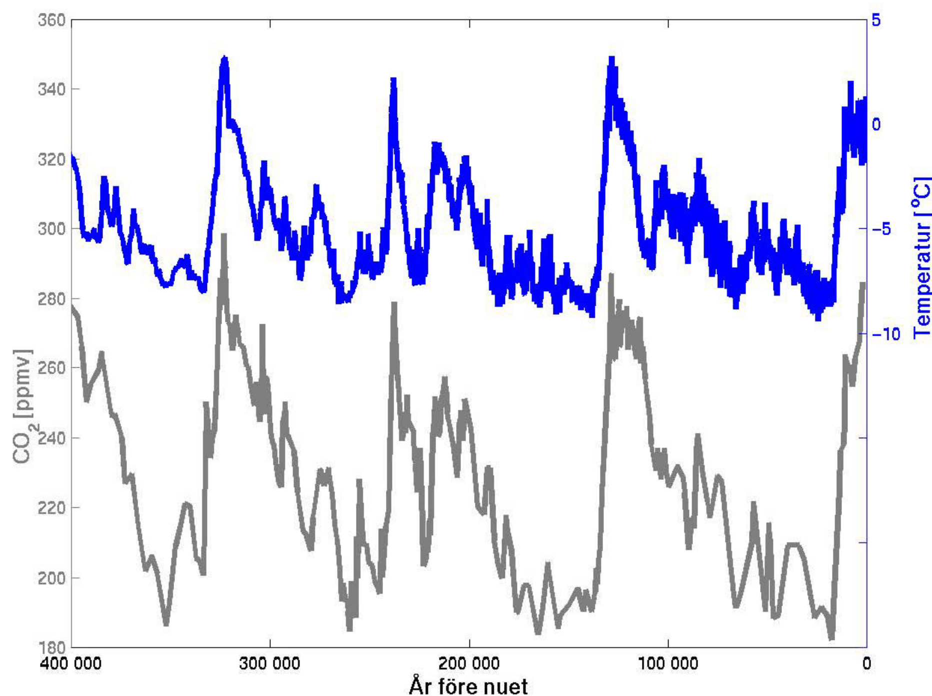
Ju mer jorden täcks av ismassor, desto mer reflekteras solstrålning, och därmed förstärks nedkylningen. När isen börjar smälta minskar albedot och uppvärmningen får mer fart.

[3] Vi lever i en istid. Under den aktuella istiden har både varma faser (interglacialer) och kalla faser (glacialer) kommit och gått någorlunda regelbundet. Idag befinner vi oss i en interglacial.

[4] En nyligen uppborrad iskärna från Antarktis möjliggör studier ca 800 000 år tillbaka i tiden.

[5] Jordens omloppsbana påverkas av solsystemets andra planeter.

Den ovan nämnda 100 000-årscykeln verkar ha funnits upp till en miljon år tillbaka. För mellan en och tre miljoner år sedan pendlade klimatet något snabbare mellan kallare och varmare faser (en ”41 000-årsvärld”). Ännu längre tillbaka hittar man andra växlingar av varmare och kallare klimat (t.ex. Zachos et al., 2001; Ravelo et al. 2004). Detta tyder bl.a. på att klimatsystemets känslighet för omloppsbanans variationer inte kan vara konstant. Som regel har ett varmt klimat sammanfallit med hög koldioxidhalt i luften. Undersökningar av forna klimat på jorden ger styrka åt teorin om växthuseffekten och att dess förstärkning värmer upp jorden.



Figur 12. *En analys av atmosfärens koldioxidhalt och regional temperatur ca 400 000 år tillbaka. Temperaturen visas som avvikelser från moderna förhållanden. Variationerna i atmosfärens koldioxidhalt sammanfaller med storskaliga klimatförhållanden, t.ex. ismassornas utbredning, havsnivån och temperaturen. Flera omfattande fram- och tillbakaryckningar av ismassorna har skett under denna period. Den sista omfattande framryckningen (glacial) som startade för ca 100 000 år sedan kulminerade för drygt 20 000 år sedan. De senaste 10 000 åren har relativt stabila och gynnsamma förhållanden karakteriserat jordens klimat. (ppm(v) =”parts per million” = miljondelar av luftens (volym) = miljondels mol per mol.)*

Den globala uppvärmningen som inletts under 1900-talet (jfr. figur 10) överträffar naturliga mellanårsvariationer i jordens ytmedeltemperatur under samma period. Det finns för övrigt inga kända naturliga faktorer (t.ex. Rummukainen, 1999; Moberg et al. 2005) som räcker till som en förklaring (IPCC, 2001). Däremot ligger uppvärmningen i linje med en sådan förstärkning av den naturliga växthuseffekten som kan härledas från utsläpp från förbränningen av fossila bränslen (kol, olja och bensin, naturgas) samt markanvändning. Uppvärmningen under de senaste ca 100 åren har varit en dryg halv grad. Den globala

uppvärmningen kommer att fortsätta framöver. Exakt hur stor den bli beror på hur utsläppen begränsas framöver. Exakt hur bra vi kan beskriva följderna beror på klimatforskningen. Även i ljuset av dessa osäkerheter är det väldigt tänkbart att fram till år 2100 fortsätter uppvärmningen med minst ett par grader och i värsta fall betydligt mer.

Slutord

Svante Arrhenius hade i princip rätt när han för drygt 100 år sedan beräknade hur mycket jorden påverkas av ändringar i atmosfärens halt av koldioxid. Det han dock inte kunde förutse var hur snabbt koldioxidutsläppen skulle komma att växa, något som vi nu upplever.

Att vi inte vet allt om klimatet bör inte förväxlas med att det inte skulle finnas kunskaper. Det finns en hel del att forska fram, speciellt om moln, partiklars roll i klimatsystemet och i klimatförändringar, samspelet mellan klimatet och biosfären, hur det djupa havet och havsströmmar påverkas, naturliga klimatförändringar samt potentiella trösklar där sambandet mellan någon pågående påverkan och dess verkan kraftigt ändras och hur den globala klimatförändringen påverkar jordens olika regioner.

Det vi vet med stor säkerhet är att atmosfärens innehåll av växthusgaser ökar på grund av utsläppen. Vi vet också att detta påverkar strålningsbalansen. Fysik, mätdata, klimatmodellering och tidigare klimatvariationer pekar alla på att följden av en förstärkt växthuseffekt är en uppvärmning av jorden och medföljande andra ändringar. Hur stora dessa blir beror på klimatsystemets återkopplingar och en del av dessa känner vi än så länge mindre bra till. De verkar ändå ge minst en liten och i värsta fall en stor förstärkning av den uppvärmning som orsakas direkt av mer växthusgaser i atmosfären.

Klimatfrågan behandlas grundligt i kunskapssammanställningarna av FNs klimatpanel IPCC (se www.ipcc.ch). Den senaste är från år 2001 (IPCC 2001). IPCC (1995) är en särskild sammanställning av frågan om strålningspådrivning. Klimatsystemet m.m. kan man läsa mer om i många faktaböcker, bl.a. Trenberth (1992), Andrews (2000) och Peixoto and Oort (1992). Klimatfrågan diskuteras genomgående på svenska i Bernes (2001). Ytterligare en bok om växthuseffekten som kan rekommenderas är Rodhe och Charlson (1998), däri ingår, bland annat, en kopia av Svante Arrhenius studie om växthuseffekten från 1896. Spännande läsning!

Referenser

Andrews, D. G. 2000. *An introduction to atmospheric physics.* Cambridge University Press, Cambridge, the U.K., 229 pp.

Arrhenius, S. 1896. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature on the ground. *Phil. Mag.* 41, 237-276.

Arrhenius, S. 1896. Naturens värmehushållning. *Nordisk tidskrift 14,* 121-130.

Bullock, M. A. and Grinspoon, D. H. 1999. Global climate change on Venus. *Scientific American,* March 1999, 34-41.

Crowley, T. J. 1990. Are there any satisfactory geologic analogs for a future greenhouse warming? *J. Clim.* 3, 1282-1292.

Fourier, J. 1827. Mémoires sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. *Mémoires de l'Académie royale des sciences de l'Institute de France, 7,* 569-604.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 1990. *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment.* Cambridge University Press, Cambridge, the U.K., 365 pp.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 1995. *Climate Change 1994: Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 emission scenarios.* Cambridge University Press, Cambridge, the U.K., 339 pp.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2000. *Emission scenarios.* Cambridge University Press, Cambridge, the U.K., 612 pp.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2001. *Climate Change 2001. The Scientific Basis.* Cambridge University Press, Cambridge, the U.K., 881 pp.

Kargel, J. S. and Strom, R. G. 1996. Global climatic change on mars. *Scientific American,* November 1996, 60-68.

Langley, S. 1888. (Originalartikeln har citerats i andra skrifter varierar dateringen mellan 1888, 1889 och 1890. En kopia av den ursprungliga artikeln hittades inte under framtagandet av denna skrift.) The temperature of the moon. *Mem. Nat. Acad. Sci. 4,* 197-212.

Moberg, A. Sonechkin, D.M., Holmgren, K., Datsenko, N.M. and W. Karlén 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high resolution proxy data". *Nature 433,* 613-617.

Peixoto, J. P. and Oort, A. H. 1992. *Physics of climate.* AIP Press, American institute of physics, Woodbury, New York, US, 520 pp.

Petit, J. R. m.fl. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature 399,* 429-436. (Se även Stauffer, B. 1999, Cornucopia of ice core results. *Nature 399,* 412-413.)

Pouillet, C. 1838. Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnonants et absorbants de l'air atmosphérique, et sur la température de l'espace. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences 7,* 24-65.

Ravelo, A. C., Andreasen, D. H., Lyle, M., Lyle, A. O. and Wara, M. W. 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature 429,* 263-267.

Rodhe, H. And. R. Charlson (ed.) 1998. *The legacy of Svante Arrhenius understanding the greenhouse effect.* Royal Swedish Academy of Sciences and Stockholm University. MediaPrint, Uddevalla AB. 212 pp.

Rummukainen, M. 1999. On the climate change debate. SMHI Reports Meteorology and Climatology No. 86, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden, 27 pp.

Trenberth, K. E. 1992. *Climate system modeling.* Cambridge University Press, Cambridge, the U.K., 788 pp.

Tyndall, J. 1865. *Heat considered as a mode of motion.* 2nd edition London, Longmans, Green and Co. p. 405.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K. 2001. Trends, rhytms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science 292*, 686-693.

Appendix, strålningens fysik

Det finns ett samband mellan strålningens våglängd och transporterad energi per foton av elektromagnetisk strålning:

$$Energi = \frac{konstant}{våglängd} = \frac{h \cdot c}{\lambda} \quad (1)$$

c står för ljusets hastighet, den grekiska symbolen λ (lambda) står för våglängden och *h* är den s.k. planckkonstanten. Eftersom *h* och *c* är konstanter motsvarar kortare våglängder energirikare fotoner. Strålning handlar alltså om transport av energi, antingen i form av små kvanta av elektromagnetisk strålning (fotoner) eller med partiklar. Strålning kan alltså tänkas bestå av ett flöde av små energipaket som kan hindras i det mottagande systemet, t.ex. av gasmolekyler i atmosfären eller av jordytan. Energin omvandlas sedan till rörelse(energi) vilket innebär en temperaturhöjning. Och, eftersom alla varma objekt med temperatur alstrar strålning, avges den absorberade energin åter som strålning på något sätt från systemet i fråga.

Planckfunktionen beskriver svartkroppsradiansen (B_λ) från ett objekt med en viss temperatur (*T*) vid våglängden λ:

$$B_\lambda = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \{\exp[hc/(\lambda kT)] - 1\}} \quad (2)$$

I formeln ovan är *h* (planckkonstant) och *k* (boltzmannkonstant) empiriskt bestämda konstanter, och *c* avser ljusets hastighet (också konstant). exp betecknar exponentialfunktion av det som finns inom hakparenteserna. Formeln ger radiansen per ytenhet, rymdvinkel (riktning) och våglängder. För att beräkna den totala effekten måste bidrag vid alla våglängder och till alla riktningar läggas ihop. Hur en planckkurva ser ut visas i figur 4, dvs. planckfuktionens värde för olika våglängder, över alla rymdvinklar, för solen och jorden. Svartkroppsradiansen har ett maximum vid en viss våglängd.

Wiens förskjutningslag uttrycker att strålningen från ett varmt objekt är störst vid en viss våglängd och att detta beror på temperaturen enligt:

$$\lambda = \frac{2897}{T} \quad (3)$$

T är temperaturen i grader Kelvin och den grekiska symbolen lambda (λ) är den eftersökta våglängden i mikrometer (mikro=10^{-6}) vilket är samma som en tusendels millimeter. Till exempel ger en temperatur på 6000 K ett λ på 0,5 mikrometer (synligt ljus). En temperatur på 254 K ger λ på 11,4 mikrometer vilket ligger förskjutet mot längre våglängder än det synliga ljuset, dvs. mot det infraröda området på strålningsspektret. Ju högre (lägre) temperatur desto kortare (längre) blir våglängden för objektets strålningsmaximum.

En svart kropp är ett idealiserat objekt som absorberar all den strålning som når det. Verkliga objekt är inte svarta kroppar utan ”gråa” som absorberar mindre än 100% av den inkommande strålningen. **Kirchhoffs lag** beskriver att om ett objekt absorberar strålning vid en viss våglängd sänder det också ut strålning vid samma våglängd. Det behöver dock

inte vara fråga om lika mycket energi vilket är fallet om strålningen som absorberats av objektet härrör från ett objekt som har en annan temperatur.

Stefan-Boltzmanns lag beskriver hur stor effekt (energi per tidsenhet och per ytenhet) ett objekt med viss temperatur utstrålar:

$$\text{Effekt} = \sigma \cdot T^4 \qquad (4)$$

σ (=5,6686 · 10^{-8} W/m^2/K^4) är den empiriskt bestämda stefan-boltzmannkonstanten vilken alltså knyter ihop objektets temperatur, i grader Kelvin (K), och mängden energi det avger per tid- och ytenhet. Lagen gäller egentligen för ”svarta kroppar”. För översiktliga beräkningar kan jordens yta liknas med en svart kropp.

Kelvingrader används en hel del inom naturvetenskaper istället för grader Celsius. Nollpunkten för Kelvingrader är den absoluta nollpunkten vilken ligger strax under minus 273 grader Celsius. Skillnaden mellan två grader Kelvin är lika stor som mellan två grader Celsius. Noll grader Celsius motsvarar 273,15 K. Allmänt gäller att:

gradantalet i Kelvin = 273,15 + gradantalet i Celsius

SMHIs publiceringar

SMHI ger ut sex rapportserier. Tre av dessa, R-serierna är avsedda för internationell publik och skrivs därför oftast på engelska. I de övriga serierna används det svenska språket.

Seriernas namn	**Publiceras sedan**
RMK (Rapport Meteorologi och Klimatologi)	1974
RH (Rapport Hydrologi)	1990
RO (Rapport Oceanografi)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985

I serien METEOROLOGI har tidigare utgivits:

1985

1 Hagmarker, A. (1985)
Satellitmeteorologi.

2 Fredriksson, U., Persson, Ch., Laurin, S. (1985)
Helsingborgsluft.

3 Persson, Ch., Wern, L. (1985)
Spridnings- och depositionsberäkningar för av fallsförbränningsanläggningar i Sofielund och Högdalen.

4 Kindell, S. (1985)
Spridningsberäkningar för SUPRAs anläggningar i Köping.

5 Andersson, C., Kvick, T. (1985)
Vindmätningar på tre platser på Gotland. Utvärdering nr 1.

6 Kindell, S. (1985)
Spridningsberäkningar för Ericsson, Ingelstafabriken.

7 Fredriksson, U. (1985)
Spridningsberäkningar för olika plymlyft vid avfallsvärmeverket Sävenäs.

8 Fredriksson, U., Persson, Ch. (1985)
NO_x- och NO_2-beräkningar vid Vasaterminalen i Stockholm.

9 Wern, L. (1985)
Spridningsberäkningar för ASEA transformers i Ludvika.

10 Axelsson, G., Eklind, R. (1985)
Ovädret på Östersjön 23 juli 1985.

11 Laurin, S., Bringfelt, B. (1985)
Spridningsmodell för kväveoxider i gatumiljö.

12 Persson, Ch., Wern, L. (1985)
Spridnings- och depositionsberäkningar för avfallsförbränningsanläggning i Sofielund.

13 Persson, Ch., Wern, L. (1985)
Spridnings- och depositionsberäkningar för avfallsförbränningsanläggning i Högdalen.

14 Vedin, H., Andersson, C. (1985)
Extrema köldperioder i Stockholm.

15 Krieg, R., Omstedt, G. (1985)
Spridningsberäkningar för Volvos planerade bilfabrik i Uddevalla.

16 Kindell, S. Wern, L. (1985)
Luftvårdsstudie avseende industrikombinatet i Nynäshamn (koncentrations- och luktberäkningar).

17 Laurin, S., Persson, Ch. (1985)
Beräknad formaldehydspridning och deposition från SWEDSPANs spånskivefabrik.

18 Persson, Ch., Wern, L. (1985)
Luftvårdsstudie avseende industri-kombinatet i Nynäshamn – depositions-

beräkningar av koldamm.

19 Fredriksson, U. (1985)
Luktberäkningar för Bofors Plast i Ljungby, II.

20 Wern, L., Omstedt, G. (1985)
Spridningsberäkningar för Volvos planerade bilfabrik i Uddevalla - energi-centralen.

21 Krieg, R., Omstedt, G. (1985)
Spridningsberäkningar för Volvos planerade bilfabrik i Uddevalla - kompletterande beräkningar för fabrikerna.

22 Karlsson, K.-G. (1985)
Information från Meteosat - forskningsrön och operationell tillämpning.

23 Fredriksson, U. (1985)
Spridningsberäkningar för AB Åkerlund & Rausings fabrik i Lund.

24 Färnlöf, S. (1985)
Radarmeteorologi.

25 Ahlström, B., Salomonsson, G. (1985)
Resultat av 5-dygnsprognos till ledning för isbrytarverksamhet vintern 1984-85.

26 Wern, L. (1985)
Avesta stadsmodell.

27 Hultberg, H. (1985)
Statistisk prognos av yttemperatur.

1986

1 Krieg, R., Johansson, L., Andersson, C. (1986)
Vindmätningar i höga master, kvartals-rapport 3/1985.

2 Olsson, L.-E., Kindell, S. (1986)
Air pollution impact assessment for the SABAH timber, pulp and paper complex.

3 Ivarsson, K.-I. (1986)
Resultat av byggväderprognoser - säsongen 1984/85.

4 Persson, Ch., Robertson, L. (1986)
Spridnings- och depositionsberäkningar för en sopförbränningsanläggning i Skövde.

5 Laurin, S. (1986)
Bilavgaser vid intagsplan - Eskilstuna.

6 Robertson, L. (1986)
Koncentrations- och depositions-beräkningar för en sopförbrännings-anläggning vid Ryaverken i Borås.

7 Laurin, S. (1986)
Luften i Avesta - föroreningsbidrag från trafiken.

8 Robertson, L., Ring, S. (1986)
Spridningsberäkningar för bromcyan.

9 Wern, L. (1986)
Extrema byvindar i Orrefors.

10 Robertson, L. (1986)
Koncentrations- och depositions-beräkningar för Halmstads avfalls-förbränningsanläggning vid Kristinehed.

11 Törnevik, H., Ugnell (1986)
Belastningsprognoser.

12 Joelsson, R. (1986)
Något om användningen av numeriska prognoser på SMHI (i princip rapporten till ECMWF).

13 Krieg, R., Andersson, C. (1986)
Vindmätningar i höga master, kvartals-rapport 4/1985.

14 Dahlgren, L. (1986)
Solmätning vid SMHI.

15 Wern, L. (1986)
Spridningsberäkningar för ett kraftvärme-verk i Sundbyberg.

16 Kindell, S. (1986)
Spridningsberäkningar för Uddevallas fjärrvärmecentral i Hovhult.

17 Häggkvist, K., Persson, Ch., Robertson, L (1986)
Spridningsberäkningar rörande gasutsläpp från ett antal källor inom SSAB Luleå-verken.

18 Krieg, R., Wern, L. (1986)
En klimatstudie för Arlanda stad.

19 Vedin, H. (1986)
Extrem arealnederbörd i Sverige.

20 Wern, L. (1986)
Spridningsberäkningar för lösningsmedel i Tibro.

21 Krieg, R., Andersson, C. (1986)
Vindmätningar i höga master - kvartals-rapport 1/1986.

22 Kvick, T. (1986)
Beräkning av vindenergitillgången på några platser i Halland och Bohuslän.

23 Krieg, R., Andersson, C. (1986)
Vindmätningar i höga master - kvartalsrapport 2/1986.

24 Persson, Ch. (SMHI), Rodhe, H. (MISU), De Geer, L.-E. (FOA) (1986)
Tjernobylolyckan - En meteorologisk analys av hur radioaktivitet spreds till Sverige.

25 Fredriksson, U. (1986)
Spridningsberäkningar för Spendrups bryggeri, Grängesberg.

26 Krieg, R. (1986)
Beräkningar av vindenergitillgången på några platser i Skåne.

27 Wern, L., Ring, S. (1986)
Spridningsberäkningar, SSAB.

28 Wern, L., Ring, S. (1986)
Spridningsberäkningar för ny ugn, SSAB II.

29 Wern, L. (1986)
Spridningsberäkningar för Volvo Hallsbergverken.

30 Fredriksson, U. (1986)
SO_2-halter från Hammarbyverket kring ny arena vid Johanneshov.

31 Persson, Ch., Robertson, L., Häggkvist, K. (1986)
Spridningsberäkningar, SSAB - Luleåverken.

32 Kindell, S., Ring, S. (1986)
Spridningsberäkningar för SAABs planerade bilfabrik i Malmö.

33 Wern, L. (1986)
Spridningsberäkningar för svavelsyrafabrik i Falun.

34 Wern, L., Ring, S. (1986)
Spridningsberäkningar för Västhamnsverket HKV1 i Helsingborg.

35 Persson, Ch., Wern, L. (1986)
Beräkningar av svaveldepositionen i Stockholmsområdet.

36 Joelsson, R. (1986)
USAs månadsprognoser.

37 Vakant nr.

38 Krieg, R., Andersson, C. (1986)
Utemiljön vid Kvarnberget, Lysekil.

39 Häggkvist, K. (1986)
Spridningsberäkningar av freon 22 från Ropstens värmepumpverk.

40 Fredriksson, U. (1986)
Vindklassificering av en plats på Hemsön.

41 Nilsson, S. (1986)
Utvärdering av sommarens (1986) använda konvektionsprognoshjälpmedel.

42 Krieg, R., Kvick, T. (1986)
Vindmätningar i höga master.

43 Krieg, R., Fredriksson, U. (1986)
Vindarna över Sverige.

44 Robertson, L. (1986)
Spridningsberäkningar rörande gasutsläpp vid ScanDust i Landskrona - bestämning av cyanvätehalter.

45 Kvick, T., Krieg, R., Robertson, L. (1986)
Vindförhållandena i Sveriges kust- och havsband, rapport nr 2.

46 Fredriksson, U. (1986)
Spridningsberäkningar för en planerad panncentral vid Lindsdal utanför Kalmar.

47 Fredriksson, U. (1986)
Spridningsberäkningar för Volvo BMs fabrik i Landskrona.

48 Fredriksson, U. (1986)
Spridningsberäkningar för ELMO-CALFs fabrik i Svenljunga.

49 Häggkvist, K. (1986)
Spridningsberäkningar rörande gasutsläpp från syrgas- och bensenupplag inom SSAB Luleåverken.

50 Wern, L., Fredriksson, U., Ring, S. (1986)
Spridningsberäkningar för lösningsmedel i Tidaholm.

51 Wern, L. (1986)
Spridningsberäkningar för Volvo BM ABs anläggning i Braås.

52 Ericson, K. (1986)
Meteorological measurements performed May 15, 1984, to June, 1984, by the SMHI.

53 Wern, L., Fredriksson, U. (1986)
Spridningsberäkning för Kockums Plåtteknik, Ronneby.

54 Eriksson, B. (1986)
Frekvensanalys av timvisa temperaturobservationer.

55 Wern, L., Kindell, S. (1986)
Luktberäkningar för AB ELMO i Flen.

56 Robertson, L. (1986)
Spridningsberäkningar rörande utsläpp av NO_x inom Fagersta kommun.

57 Kindell, S. (1987)
Luften i Nässjö.

58 Persson, Ch., Robertson, L. (1987)
Spridningsberäkningar rörande gasutsläpp vid ScanDust i Landskrona - bestämning av cyanväte.

59 Bringfelt, B. (1987)
Receptorbaserad partikelmodell för gatumiljömodell för en gata i Nyköping.

60 Robertson, L. (1987)
Spridningsberäkningar för Varbergs kommun. Bestämning av halter av SO_2, CO, NO_x samt några kolväten.

61 Vedin, H., Andersson, C. (1987)
E 66 - Linderödsåsen - klimatförhållanden.

62 Wern, L., Fredriksson, U. (1987)
Spridningsberäkningar för Kockums Plåtteknik, Ronneby. 2.

63 Taesler, R., Andersson, C., Wallentin, C., Krieg, R. (1987)
Klimatkorrigering för energiförbrukningen i ett eluppvärmt villaområde.

64 Fredriksson, U. (1987)
Spridningsberäkningar för AB Åetå-Trycks planerade anläggning vid Kungens Kurva.

65 Melgarejo, J. (1987)
Mesoskalig modellering vid SMHI.

66 Häggkvist, K. (1987)
Vindlaster på kordahus vid Alviks Strand - numeriska beräkningar.

67 Persson, Ch. (1987)
Beräkning av lukt och föroreningshalter i luft runt Neste Polyester i Nol.

68 Fredriksson, U., Krieg, R. (1987)
En överskalig klimatstudie för Tornby, Linköping.

69 Häggkvist, K. (1987)
En numerisk modell för beräkning av vertikal momentumtransport i områden med stora råhetselement. Tillämpning på ett energiskogsområde.

70 Lindström, Kjell (1987)
Weather and flying briefing aspects.

71 Häggkvist, K. (1987)
En numerisk modell för beräkning av vertikal momentumtransport i områden med stora råhetselement. En koefficientbestämning.

72 Liljas, E. (1988)
Förbättrad väderinformation i jordbruket - behov och möjligheter (PROFARM).

73 Andersson, Tage (1988)
Isbildning på flygplan.

74 Andersson, Tage (1988)
Aeronautic wind shear and turbulence. A review for forecasts.

75 Kållberg, P. (1988)
Parameterisering av diabatiska processer i numeriska prognosmodeller.

76 Vedin, H., Eriksson, B. (1988)
Extrem arealnederbörd i Sverige 1881 - 1988.

77 Eriksson, B., Carlsson, B., Dahlström, B. (1989)
Preliminär handledning för korrektion av nederbördsmängder.

78 Liljas, E. (1989)
Torv-väder. Behovsanalys med avseende på väderprognoser och produktion av bränsletorv.

79 Hagmarker, A. (1991)
Satellitmeteorologi.

80 Lövblad, G., Persson, Ch. (1991)
Background report on air pollution situation in the Baltic states - a prefeasibility study.
IVL Publikation B 1038.

81 Alexandersson, H., Karlström, C., Larsson-McCann, S. (1991)
Temperaturen och nederbörden i Sverige 1961-90. Referensnormaler.

82 Vedin, H., Alexandersson, H., Persson, M. (1991)
Utnyttjande av persistens i temperatur och nederbörd för vårflödesprognoser.

83 Moberg, A. (1992)
Lufttemperaturen i Stockholm 1756 - 1990. Historik, inhomogeniteter och urbaniseringseffekt.
Naturgeografiska Institutionen, Stockholms Universitet.

84 Josefsson, W. (1993)
Normalvärden för perioden 1961-90 av globalstrålning och solskenstid i Sverige.

85 Laurin, S., Alexandersson, H. (1994)
Några huvuddrag i det svenska temperatur-klimatet 1961 - 1990.

86 Fredriksson, U. och Ståhl, S. (1994)
En jämförelse mellan automatiska och manuella fältmätningar av temperatur och nederbörd.

87 Alexandersson, H., Eggertsson Karlström, C. och Laurin S. (1997).
Några huvuddrag i det svenska nederbördsklimatet 1961-1990.

88 Mattsson, J., Rummukainen, M. (1998)
Växthuseffekten och klimatet i Norden - en översikt.

89 Kindbom, K., Sjöberg, K., Munthe, J., Peterson, K. (IVL)
Persson, C. Roos, E., Bergström, R. (SMHI). (1998)
Nationell miljöövervakning av luft- och nederbördskemi 1996.

90 Foltescu, V.L., Häggmark, L (1998)
Jämförelse mellan observationer och fält med griddad klimatologisk information.

91 Hultgren, P., Dybbroe, A., Karlsson, K.-G. (1999)
SCANDIA – its accuracy in classifying LOW CLOUDS

92 Hyvarinen, O., Karlsson, K.-G., Dybbroe, A. (1999)
Investigations of NOAA AVHRR/3 1.6 µm imagery for snow, cloud and sunglint discrimination
(Nowcasting SAF)

93 Bennartz, R., Thoss, A., Dybbroe, A. and Michelson, D. B. (1999)
Precipitation Analysis from AMSU
(Nowcasting SAF)

94 Appelqvist, Peter och Anders Karlsson (1999)
Nationell emissionsdatabas för utsläpp till luft - Förstudie.

95 Persson, Ch., Robertson L. (SMHI)
Thaning, L (LFOA). (2000)
Model for Simulation of Air and Ground Contamination Associated with Nuclear Weapons. An Emergency Preparedness Model.

96 Kindbom K., Svensson A., Sjöberg K., (IVL) Persson C., (SMHI) (2001)
Nationell miljöövervakning av luft- och nederbördskemi 1997, 1998 och 1999.

97 Diamandi, A., Dybbroe, A. (2001)
Nowcasting SAF
Validation of AVHRR cloud products.

98 Foltescu V. L., Persson Ch. (2001)
Beräkningar av moln- och dimdeposition i Sverigemodellen - Resultat för 1997 och 1998.

99 Alexandersson, H. och Eggertsson Karlström, C (2001)
Temperaturen och nederbörden i Sverige 1961-1990. Referensnormaler - utgåva 2.

100 Korpela, A., Dybbroe, A., Thoss, A. (2001)
Nowcasting SAF - Retrieving Cloud Top Temperature and Height in Semi-transparent and Fractional Cloudiness using AVHRR.

101 Josefsson, W. (1989)
Computed global radiation using interpolated, gridded cloudiness from the MESA-BETA analysis compared to measured global radiation.

102 Foltescu, V., Gidhagen, L., Omstedt, G. (2001)
Nomogram för uppskattning av halter av PM_{10} och NO_2

103 Omstedt, G., Gidhagen, L., Langner, J. (2002)
Spridning av förbränningsemissioner från småskalig biobränsleeldning
– analys av PM2.5 data från Lycksele med hjälp av två Gaussiska spridningsmodeller.

104 Alexandersson, H. (2002)
Temperatur och nederbörd i Sverige 1860 - 2001

105 Persson, Ch. (2002)
Kvaliteten hos nederbördskemiska mätdata som utnyttjas för dataassimilation i MATCH-Sverige modellen".

106 Mattsson, J., Karlsson, K-G. (2002)
CM-SAF cloud products feasibility study in the inner Arctic region
Part I: Cloud mask studies during the 2001 Oden Arctic expedition

107 Kärner, O., Karlsson, K-G. (2003)
Climate Monitoring SAF - Cloud products feasibility study in the inner Arctic region.
Part II: Evaluation of the variability in radiation and cloud data

108 Persson, Ch., Magnusson, M. (2003)
Kvaliteten i uppmätta nederbördsmängder inom svenska nederbörskemiska stationsnät

109 Omstedt, G., Persson Ch., Skagerström, M (2003)
Vedeldning i småhusområden

110 Alexandersson, H., Vedin, H. (2003)
Dimensionerande regn för mycket små avrinningsområden

111 Alexandersson, H. (2003)
Korrektion av nederbörd enligt enkel klimatologisk metodik

112 Joro, S., Dybbroe, A.(2004)
Nowcasting SAF – IOP
Validating the AVHRR Cloud Top Temperature and Height product using weather radar data
Visiting Scientist report

113 Persson, Ch., Ressner, E., Klein, T. (2004)
Nationell miljöövervakning – MATCH-Sverige modellen
Metod- och resultatsammanställning för åren 1999-2002 samt diskussion av osäkerheter, trender och miljömål

114 Josefsson, W. (2004)
UV-radiation measured in Norrköping 1983-2003.

115 Martin, Judit, 2004
Var tredje timme – Livet som väderobservatör

116 Gidhagen, L., Johansson, C., Törnquist, L. (2004)
NORDIC – A database for evaluation of dispersion models on the local, urban and regional scale

117 Langner, J., Bergström, R., Klein, T., Skagerström, M. (2004)
Nuläge och scenarier för inverkan på marknära ozon av emissioner från Västra Götalands län – Beräkningar för 1999

118 Trolez, M., Tetzlaff, A., Karlsson, K-G. (2005)
CM-SAF Validating the Cloud Top Height product using LIDAR data



Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping · Tel 011-495 8000 · Fax 011-495 8001
www.smhi.se

ISSN 0283-7730